Zitteliana	10	201–206	München, 1. Juli 1983	ISSN 0373 – 9627

Flachwasserkarbonate der Unterkreide im dinarischen Karstgebiet entlang der jugoslawischen Adriaküste

Von

JOSIP TIŠLJAR, IVO VELIĆ & BRANKO SOKAČ*)

Mit 3 Abbildungen

KURZFASSUNG

Die Flachwasserkarbonate der Unterkreide im Adria-Küstengebiet zeigen sehr große Ähnlichkeit in der Litho- und Biofazies und damit in der Beurteilung des Ablagerungsmilieu. Die Karbonate wurden im inneren Bereich einer weitausgedehnten Plattform gebildet.

Folgende Lithofaziestypen und die entsprechenden Ablagerungsmilieu wurden ausgeschieden:

Lithofazie A: (oberhalb des Hochwasserniveaus mit zeitweiligen Auftauchphasen;
Lithofazies B: Im Gezeitenbereich bis oberes Subtidal;
Lithofazies C: Lagunen und "back-reef"-Bereich;
Lithofazies D: bewegtes Flachwasser und riffumgebende Bereiche;
Lithofazies E: spätdiagenetische Dolomite.

Lithofaziestyp C: ist vorherrschend; Typ B ist häufig, jedoch Typ A und B sind seltener. Dolomite (Lithofaziestyp E) wird stellenweise sehr mächtig.

Die Untersuchungen haben gezeigt, daß auf der Plattform zur Kreidezeit die Faziesbereiche nicht gleichzeitg abgelagert wurden, also zu stratigraphischen Zwecken nicht geeignet sind. Gleiche Faziestypen erscheinen an unterschiedlichen Lokalitäten zu unterschiedlichen Zeiten; es kommt dabei zu periodischen Wiederholungen von Faziestypen. Unterschiedliche Mächtigkeiten der Faziestypen wurden weitgehend gesteuert durch Häufigkeiten von Auftauch-Erscheinungen und schwankende Sedimentationsraten im Gezeitenbereich. Diese Bedingungen können auf eine sehr schwache Neigung des inneren Teils der Plattform zurückgeführt werden, die ungleichmäßig absinkt; ebenso können Oscilationen des Meeresspiegels solche Differenzierungen bewirken.

ABSTRACT

Detailed local studies and regional correlation of the Lower Cretaceous shallow water carbonates in the Adriatic coastal region show a high similarity in lithofacial, biofacial and paleoenvironmental characteristics. The carbonates were general formed in the inner part of a large carbonate platform. The following lithofacies and corresponding depositional environments were separated:

Lithofazies A: supratidal with temporary emersions;
Lithofacies B: intertidal to shallow subtidal;
Lithofacies C: lagoons, back-reefs and resticted shoals;
Lithofacies D: shoals with agitated water and patch-reefs;
Lithofacies E: late-diagenetic dolomites.

Lithofacies C is predominant, B is frequent, but A and D are rare. Late-diagenetic dolomites (Lithofacies E) sometimes could be frequent and locally very thick.

Lithological, structural, textural, diagenetic and genetic properties, depositional environments and different thickness of the same lithofacies suggest the following conclusions: in various places of the Lower Cretaceous carbonate platform certain depositional environments did not occur at the same time, or, if they occured, they did not last for the same period of time. Nevertheless, same environments existed in various places, at various times, and at the same place particular environments were periodicaly repeated within various time intervals.

Such circumstances caused lateral and vertical lithofacial changes, various depositional thicknesses and rhythmical and cyclic sedimentation. The various lithofacial thicknesses were mostly affected by emersions, their frequency and duration, and the relatively low rate of sedimentation in the intertidal

*) J. TIŠLJAR, Fakultät für Bergbau, Geologie und Erdölwesen der Universität Zagreb, Pierottijeva 6, Postfach 186, YU-41000 Zagreb; I. VELIĆ, B. SOKAĆ, Institut für Geologie der Universität Zagreb, Sachsova 2, YU-41000 Zagreb.

zone. These conditions of sedimentation could be attributed to the very gentle inclination of the inner part of platform, nonuniform sinking and to different sedimentation-rate. Even small differences in the balace of these factors, as well as the oscilations of the sea level, could cause the changes in the depositional environments at comparatively small distances within the supratidal – intertidal – subtidal – lagonal-back reef- reef zones.

EINLEITUNG

Die Unterkreide im Dinarischen Karstgebiet von der Halbinsel Istrien bis Dubrovnik wurde über mehrere Jahre lithofaziell, sedimentologisch, biostratigraphisch und paläontologisch intensiv untersucht. Dieses Hochkarstgebiet der Adriaküste einschließlich der Inseln ist etwa 550 km lang und zwischen 60 bis 140 km breit (Abb. 1). An der Oberfläche dominieren Kreidesedimente. Seltener sind jurassische und sehr selten triassische Ablagerungen aufgeschlossen.

In dieser Arbeit werden nur die Ergebnisse der lithofaziellen und sedimentologischen Untersuchungen der Unterkreidekarbonate zusammengefaßt. Es hat sich gezeigt, daß biostratigraphisch innerhalb des Unterkreidegebietes eindeutig zwischen 7 und 9 litho- und biostratigraphischen Einheiten unterschieden werden können. Diese entsprechen chronostratigraphisch: Berrias, Valendis, Hauterive, Barrême, Unter- und Oberapt, Unter- und Oberalb und Vrakon (siehe Velić, Tišljar & Sokač, 1979).

Abb. 1. Geologische Skizze der Unterkreide im Dinarischen Karstgebiet mit im Text erwähnten Fundorten.

LITHOFAZIELLE UND SEDIMENTOLOGISCHE EIGENSCHAFTEN

Die Unterkreidesedimente im Dinarischen Karst sind ein Teil der kontinuierlichen Ablagerung der mesozoischen Karbonatgesteine (mit stellenweisen Emersionen) von der Ober-Trias bis zum Ende der Kreidezeit. Ihre Mächtigkeit variiert zwischen 750 und 1150 m. Im allgemeinen sind es Flachwasserkarbonate, die sich auf einer großen Karbonat-Plattform abgelagert haben.

Innerhalb dieses großen Flachmeer-Ablagerungsgebietes sind einzelne genau definierbare Ablagerungsmilieus, bzw. Lithofaziestypen zu unterscheiden:

- Lithofazies A: oberhalb des Hochwasserniveaus mit zeitweiligen Emersionen („supratidal with temporary emersions“);
- Lithofazies B: Gezeitenbereich und Watten („intertidal und shallow subtidal“);
- Lithofazies C: Lagunen und „back reef“-Bereich;
- Lithofazies D: bewegte Flachsee und „perireefal shoals“-Bereich;
- Lithofazies E spätdiagenetische Dolomite.

Die Mächtigkeit und Häufigkeit der einzelnen Lithofazies-Typen und ihre vertikale und horizontale Verbreitung sind in der Unterkreide nicht überall gleich (Abb. 2).

Am häufigsten kommt die Lithofazies C vor. Ziemlich häufig, aber in geringerer Mächtigkeit erscheint die Lithofazies B. Lithofazies A und D kommen seltener vor, ihre Mächtigkeiten und laterale Verbreitung sind geringer. Lithofazies E ist an

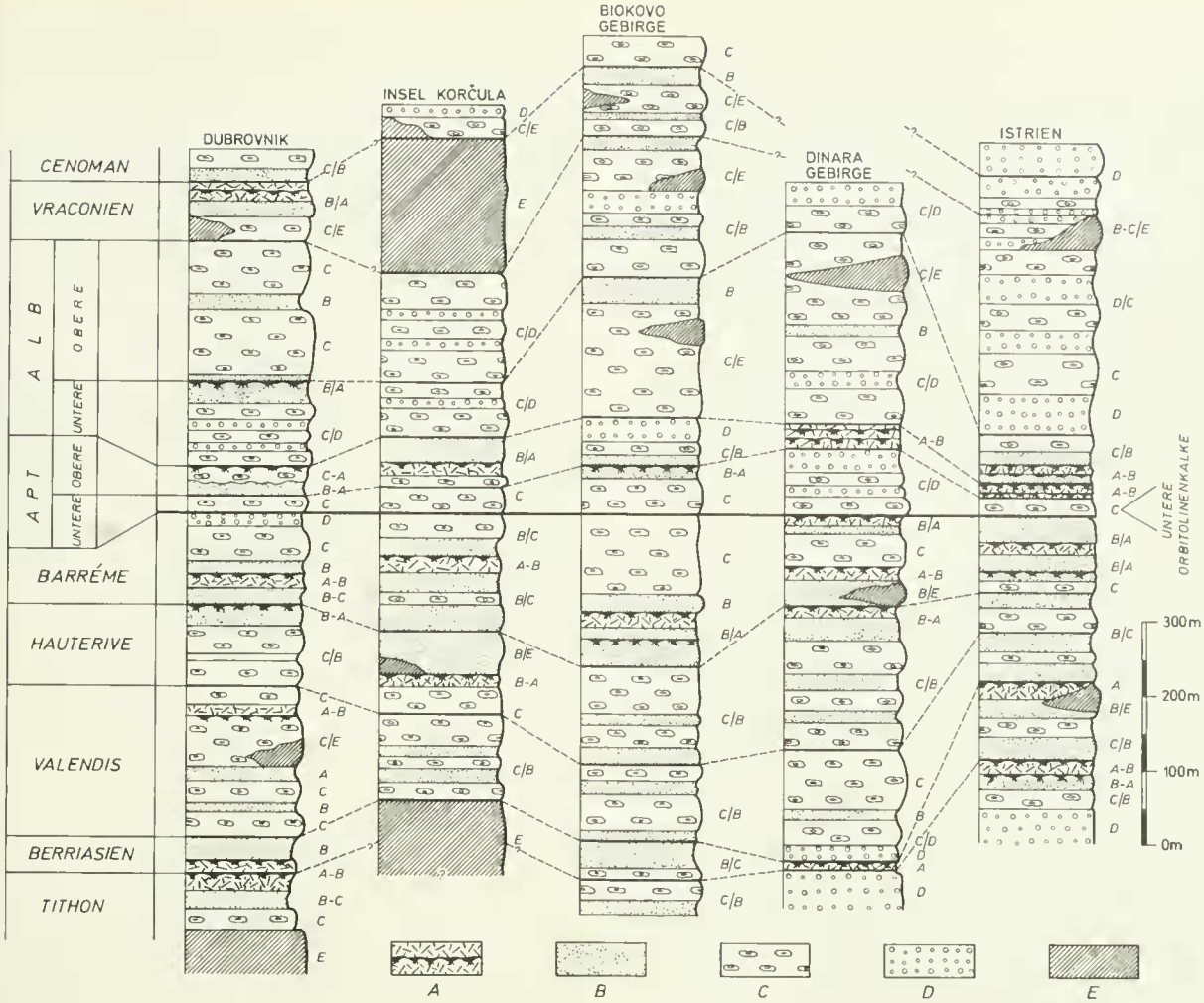

Abb. 2. Vertikale und horizontale Verbreitung der Lithofaziestypen in der Unterkreide im Dinarischen Karstgebiet: A = ,,supratidal" mit zeitweiligen Emersionen; B = Gezeitenbereich und Watten; C = Lagunen und ,,back reef"-Bereich; D = bewegte Flachsee und ,,perireefal shoals"; E = spätdiagenetische Dolomite.

vielen Lokalitäten vertreten, sehr häufig im Berriasien, Alb und Vrakon.

1. Lithofazies C, (Lagunen und ,,back reef"-Bereich) finden wir im gesamten Dinarischen Karst in allen tektonischen Einheiten (Abb. 2). Sie ist besonders für das Valendis, Hauterive, Unterapt und Unteralb charakteristisch. Im allgemeinen wechselt sie häufig mit Kalken der Lithofazies B, selten mit A oder mit Dolomiten der Lithofazies E ab. In der Regel haben die Kalke der Lithofazies C die größte Mächtigkeit und laterale Verbreitung. Sie sind überwiegend aus Mikriten, Biomikriten und Onkoidkalken, seltener aus onkoidreichen Intraspariten zusammengestzt. Alle diese Kalke sind durch Akkumulation von Kalkschlamm und Kalkdetritus im flachen und ruhigen Wasser mit niedrigem Energie-Index und erhöhter Salinität entstanden. Auf die erhöhte Salinität der Lagunen und der ruhigen Flachseen (,,back reef") weist das Gefüge der Onkoide und die Flora und Fauna hin. Es finden sich Elemente sogenannter ,,restricted marine environments": Grünalgen (vor allem Dasycladaceen, seltener Codiaceen), Blaugrünalgen in Onkoid-Formen, Schnecken, Ostracoden, benthonischen Foraminiferen mit internsiver Mikritisierung (Milioliden, Verneuiliniden, Orbitoliniden); in den älteren Schichten auch Favreinen.

In der Lithofazies C findet sich häufig eine rhythmische Wechselablagerung von Mikriten/Biomikriten und Onkoidkalken, die infolge der schwankenden Karbonatablagerungsrate entstanden ist (Tišljar, im Druck). In der Zeit geringerer Schlammablagerung wurden günstige Bedingungen für eine üppige Entwicklung der Blaugrünalgen und für die Entstehung von Onkoiden geschaffen. Es überwiegen ,,algal ball"-Onkoide, die durch das Haften des Schlammes auf dem Schleim und den Fasern der Blaugrünalgen entstanden sind. Sie wuchsen in Form von kleinen Büschen. Sehr häufig gibt es Onkoidkalke, die aus großen Onkoiden, s. g. ,,Makroiden", geformt wurden. Ihr Entstehen erklärt sich durch Algen, welche Bacinella- und Schneckenreste inkrustieren (Tišljar, 1979). Selten kommen Onkoide mit mehr oder weniger glatt umlaufendem Schalenbau (,,SS-C"-Onkoide) vor.

Die Morphologie und der Aufbau der Onkoide ist ein charakteristischer Indikator für eingeschränktes Milieu im Lagunen- und ,,back reef"-Bereich mit schwacher Intensität der Kalkschlammablagerung. Denn bei verstärkter Schlammablagerung ist die Entwicklung von Blaugrünalgen und von Onkoiden infolge der Zuschüttung nicht mehr möglich.

Der Lithofazies C gehören noch zwei, für die äußeren Dinariden typische bio- und lithofazielle Einheiten an, die man

als beständige Horizonte entlang des ganzen Dinarischen Karst verfolgen kann: die „Unteren Orbitolinenkalke", (Beginn des Unterapts) und die „Oberen Orbitolinenkalke", (Unteralb):

„Die Unteren Orbitolinenkalke" (Velić & Sokač, 1978) bestehen aus dickgebankten Mikriten und Biomikriten sowie Onkoidkalken. Sie enthalten Orbitolinen *(Praeorbitonina cormyi* Schroeder, *P. wienandsi* Schroeder, *Orbitolina (Mesorbitolina) lotzei* Schroeder), Bacinellen, Schnecken, Milioliden und Makroide.

Die „Oberen Orbitolinenkalke" sind überwiegend aus Biomikriten, Biospariten und Onkoidkalken mit Mesorbitolinen *(Orbitolina (Mesorbitolina) texana texana* Roemer, *O. (M.) texana parva* Douglass, *O. (M.) texana minuta* Douglass) und Cuneolinen *(Cuneolina pavonia* d'Orb.) zusammengesetzt.

2. Lithofazies B, (Gesteine des Gezeitenbereichs und der Watten-„intertidal to shallow subtidal") kommen sehr häufig vor, wir finden sie aber nicht immer an allen Lokalitäten und in allen biostratigraphischen Einheiten (Abb. 2). Ihre Mächtigkeit und Häufigkeit variiert sehr von Lokalität zu Lokalität und von Einheit zu Einheit. Im allgemeinen wechselt sie am meisten mit den Kalken der Lithofazies C und A ab.

Lithofazies B ist aus einer Wechsellagerung von Mikriten/Biomikriten mit Fenstergefüge („birds eyes"), Peloidkalken und LLH-Stromatolithen zusammengesetzt.

Der Zyklus Mikrit – Intrasparit/Biosparit – Peloidkalk – LLH-Stromatolith ist typisch für die Lithofazies B. Die Zyklen sind als „peritidal"-Fluktuationen interpretierbar. Wellige stromatolithische Strukturen, Bioturbationen, Trockenrisse und Fenstergefüge charakterisieren diese Lagen. Die Lamination ist die Folge einer Wechsellagerung mikritischer, pelmikritischer und pelsparitischer Lagen mit den stromatolithischen Bildungen. Als Folge einer Menge parallel orientierter Fenster („laminoidal fenestrae" Grover & Read 1978) zeigen auch die Mikrite häufig laminierte Textur. Neben den langgestreckten Fenstern finden sich oft unregelmäßige konturierte Lösungshohlräume („solution vugs and molds of shells"), die mit einem Calcitzement-Mosaik ausgefüllt sind. Die langgestreckten Fenster entstanden hauptsächlich durch Fäulnisprozesse der Blaugrünalgen. Die Skelett-Lösungshohlräume entstanden durch die Auflösungsprozesse der aragonitischen Skelette, vor allem von Grünalgen und Schnekken. Für die Hohlraumbildung war das wiederholte Durchfeuchten und Austrocknen der Ablagerungen im Gezeitenbereich durch Niederschläge ausschlaggebend. Dabei wurden gelegentlich die Schalen vollständig herausgelöst. Die Lösungshohlräume wurden manchmal durch Korosion in unregelmäßige Korosionshöhlen umgeformt, so daß die Konturen, bzw. Skelettabdrücke nicht mehr erkennbar sind.

Die Stromatolithen enthalten außer den „cryptalgal"-Lagen auch Kotpillen, Grünalgen, Ostrakoden, Schnecken, Intraklasten und benthonische, stark mikritisierte, Foraminiferen. Diese Komponenten sind im Intertidal zusammen mit dem Karbonatschlamm durch Gezeitenströmungen während der Flut über die Algenmatten geschüttet worden. Die Peloidkalke sind durch einen höheren Gehalt an Kotpillen und einheitliche Korngrößen, Komponentensorten und -Gefüge gekennzeichnet. In den älteren Ablagerungen (Neokom) kommen häufig Peloidkalke vor, die aus *Favreina* (Crustaceen-Kotpillen) bestehen.

Die Intrasparite und Biosparite sind reich an Calcitzement. An den Kornrändern hat sich ein faseriger, Palisaden-Zement (Zement A – „fibrous rim cement") und in den übrigen Poren ein isometrischer Mosaik-Zement (Zement B) abgelagert.

Die Gesteine zeigen strukturelle und diagenetische Eigenschaften von „beach rock"-Sedimente.

3. Lithofazies A, (Bereich über dem oberen Gezeitenniveau mit zeitweiligen Emersionen „supratidal with temporary emersions"). Sie tritt gewöhnlich nicht in mächtigen Schichten auf. Jedoch hat sie in den einzelnen chronostratigraphischen Einheiten große Bedeutung. Besonders häufig ist das Auftauchen mit Unterbrechungen im Ablagerungsprozeß im Unter- und Oberapt (Abb. 2). In Istrien, z. B., ist die Mächtigkeit der Abfolge, (besonders im Unteralb) wegen derartiger Ablagerungsbedingungen deutlich reduziert (Abb. 2). Lithofazies A ist charakterisiert durch intraformationelle Breccien, Weichkonglomerate („supratidal soft pebble conglomerates"), frühdiagenetische Dolomite, Fensterkalke mit vadosen Bildungen und subaerischen Verwitterungserscheinungen.

Die intraformationellen Breccien sind durch variierende Schichtdicke, relativ geringe laterale Verbreitung, geringe oder keine Rundung und Sortierung der Klasten gekennzeichnet. Komponententransport hat nicht stattgefunden. Die Bruchstücke passen stellenweise noch zusammen, die Zusammensetzung ist petrographisch einheitlich. Die Fazies der Fragmente entspricht denjenigen Kalken, die unmittelbar unterhalb der Breccien liegen. Die Klasten sind schwach miteinander verbunden, entweder mit Kalkmikrit oder es handelt sich um eine feinkörnige Matrix aus Calcite, Illit, Montmorillionit und Chlorit. Diese Gesteine sind durch subaerische und subaquatischen Brekzierung und Erosion früh erhärteter und halbverfestigter Karbonate entstanden. Nach kurzfristigem Auftauchen wurden die Sedimente wieder überflutet. Im allgemeinen wechseln die Breccien mit den Kalksteinen der Lithofazies B, selten auch mit C ab. In Istrien betragen im Oberapt und Unteralb die intraformationelle Breccien-Lagen stellenweise 0,40 bis 1,3 m (Abb. 2).

Frühdiagenetische Dolomite („supratidal early-diagenetic dolomites") sind im Berrias in Istrien und im Vrakon in der Umgebung von Dubrovnik zu beobachten (Abb. 2). Sie zeigen die folgenden, für den Auftauchbereich charakteristischen Merkmale: Lamination, Trockenrisse, „mud pebble conglomerate", „loadcast"-artige Texturen, LLH-Stromatolithen und im allgemeinen sehr kleine Dolomitkristalle. Das Ende der Ablagerung einzelner Lagen ist manchmal durch Austrocknung („desiccation breccia") und sogar durch Erosion („erosion surface") gekennzeichnet. Schwachwellige stromatolithische Strukturen, welche auf Blaugrünalgen-Matten *(Schizotrix*-Typ) zurückgehen, wurden nur während schwerer Stürme abgelagert. Die Masse des Sedimentmaterials wurde an anderer Stelle, entweder unterhalb des Gezeitenbereiches oder im Gezeitenbereich gebildet. Durch Stürme wurde es in den Supratidalbereich gebracht. Eine Ablagerung oberhalb des Gezeitenbereiches wird auch durch das Vorkommen von Fenstern („birds eyes"), die Zusammenset-

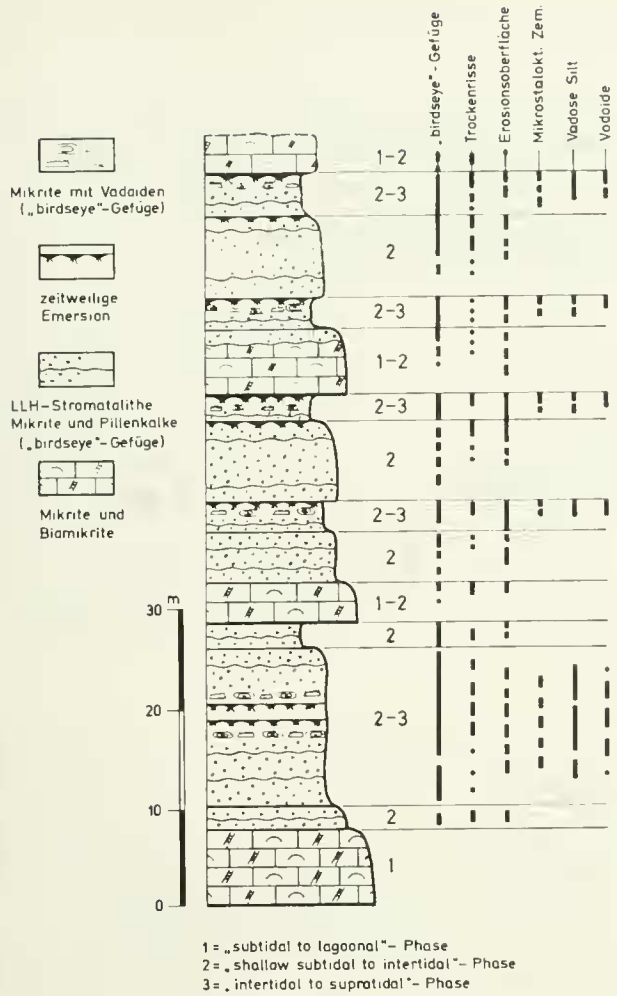

Abb. 3. „Peritidal" – Ablagerungsphasen im Tithon und Berrias in der Umgebung von Dubrovnik.

zung der Dolomite und die Dolomitkristallgröße angezeigt, welche im allgemeinen unter 10 Micron liegt. Dies weist auf eine frühdiagenetische Dolomitisation hin. Eine solche Dolomitisierung kommt heute vorwiegend oberhalb des Gezeitenbereichs vor (FUCHTBAUER, 1974). Der relativ hohe Calciumüberschuß der Dolomite (Ca-0,52–0,56; Mg-0,44–0,48) schließt ein evaporitisches Milieu aus.

Wenn man zusätzlich eine Abnahme des Calciumüberschusses während der Diagenese in Rechnung stellt, können die vorliegenden Dolomite nur mit denjenigen des relativ feuchten Klimas von Florida und der Bahamas verglichen werden, nicht aber mit dem trockeneren Milieu von Bonaire oder des Persischen Golfes (FUCHTBAUER & TIŠLJAR, 1975).

Kalke mit „vadosen" Bildungen kommen in Tithon und Berrias der Umgebung von Dubrovnik vor (Abb. 3). Es handelt sich um Mikrite, Biomikrite, Peloidkalke und LLH-Stromatolithen, welche zahlreiche Fenster, Lösungs- und Korrosionshohlräume, Schalenlösungshohlräume, Geopetalgefüge, Trockenrisse, Vadoide, vadosen Silt, dünne Kalkkrusten und unregelmäßig geformte Linsen von „desiccation"-Brekzien enthalten (Abb. 3).

Die Lösungs- und Korrosionshohlräume sind mit vadosem Silt, mit kalzitischen Mosaikzement und in den Bögen mit einem mikrostalaktitischen Gravitations-Zement ausgefüllt. Über den Kalken mit „vadosem" Silt und die Lösungs- bzw. Korrosionshohlräume folgen gewöhnlich Sedimente mit Vadoiden (vadose Pisoide) und Kalkkrusten („calcrete"). Die Poren zwischen den Vadoiden sind mit vadosem Silt, mit Mikritmatrix und mit mikrokristallinem Calcitzement subaerischer Entstehung ausgefüllt. Die Struktur- und Textureigenschaften weisen eindeutig auf die vadose Zone und auf subaerische Verwitterung hin. Hier wurden die noch weichen oder früh erhärteten, vermutlich primär aragonitischen Karbonatsedimente im Laufe der Frühdiagenese unter dem Einfluß des Niederschlagwassers und der subaerischen Verwitterung geprägt (TIŠLJAR, 1980).

4. Lithofazies D, (bewegte Flachsee und „perireefal shoals", mit normaler Salinität). Sie ist über die gesamte Mächtigkeit der Unterkreide mit sehr geringem Anteil vertreten. Etwas häufiger findet man sie im Alb von Istrien, im Ober-Barrême von Dubrovnik, seltener im Apt des Biokovo-Gebirges, ferner im Unterapt und im Unteralb des Dinara-Gebirges sowie im Unterapt des Kapela-Gebirges (Abb. 2). Die Lithofazies D setzt sich aus Intraspariten, Biospariten, Biosparruditen und Rudisten-Schillkalken mit Echinodermen- und Muschelfragmenten zusammen. Große Mengen der Rudisten, Muscheln und Echinodermen, sowie das zeitweilige Auftreten kleiner Rudistenbiostrome und grobem Korallenschutt, deuten auf einen Einfluß der bewegten Flachsee mit kleinen Riffen („patch reefs") hin. Hier konnten dank guter Durchlüftung und normaler Salinität diese Organismen leben. Ihr Schutt wurde zeitweise in den Lagunen, den „perireefal shoals" und im Flachwasser des inneren Teils der Karbonatplattform abgelagert.

5. Lithofazies E kommt in dicken Linsen und unregelmäßigen Körpern von makrokristallinen bis mikrokristallinen, spätdiagenetischen Dolomiten vor; diese Lithofazies ist besonders im Tithon, Berrias, im Alb und Vrakon verbreitet. Die Grenzen zwischen den spätdiagenetischen Dolomiten und den übrigen Kalken sind unregelmäßig und graduell. Lateral und vertikal gehen sie stellenweise über Dolomitkalke und dolomitreiche Kalke in reine Kalke über. Die großen Dolomitkörper enthalten gewöhnlich mehrere strukturell und faziell unterschiedliche Kalkschichten, dies ist für eine spätdiagenetische Dolomitisierung charakteristisch. Der relativ hohe Claciumüberschuß der Dolomite läßt auf eine spätdiagenetische Genese schließen. Der Dolomit besteht aus Ca-0,55–0,58; Mg-0,42–0,45; CO_3, das heißt, es sind „Protodolomite". Er ist aus makrokristallinen hypidiomorphen Dolomitrhomben mit vielen bräunlichen Einschlüssen (unter 1 bis 3 Micron, möglicherweise aus organischem Material) zusammengesetzt. Die Kristallgröße dieser Dolomite gleicht derjenigen von Dolomitrhomben in lagunären und intertidalen Kalke der Lithofazies C und B, welche mehr oder weniger spätdiagenetisch dolomitisiert wurden. Die spätdiagenetischen Dolomite der Lithofazies E entstanden durch eine spätdiagenetische Dolomitisierung der Kalke der Lithofazies B und C.

DISKUSSION UND ZUSAMMENFASSUNG

Die Untersuchungsergebnisse der Lithofazies und des Ablagerungsmilieus der Karbonate in der Unterkreide im dinarischen Karst zeigen in diesem weiten Gebiet große Ähnlichkeit. Es sind marine Flachwasserkarbonate, die sich auf einer ausgedehnten Karbonat-Plattform abgelagert haben. Auch wenn wir in der gesamten Ausdehnung dieser Plattform, der Unterkreide die gleichen Lithofazies-Typen und gleiches Ablagerungsmilieu finden, ist jedoch ihre Mächtigkeit, die vertikale und horizontale Verbreitung an vielen Stellen und in den chronostratigraphischen Einheiten nicht immer gleich.

Die Analyse der vertikalen und horizontalen Verbreitung der einzelnen Lithofaziestypen, ihre unterschiedliche Mächtigkeit und die Wechsellagerung läßt uns auf folgende Tatsachen schließen:

- die Karbonat-Plattform hatte eine sanfte Neigung und eine ungleichmäßige Absenkung im ganzen Gebiet;
- obwohl sie relativ flach ist, hatte sie stellenweise eine ziemlich augeprägte Morphologie;
- die Meeresspiegelschwankungen waren zeitlich und räumlich sehr verschieden;
- die Absenkungsrate und damit die Sedimentationsrate war in verschiedenen Teilen der Plattform ungleich.

Schon sehr geringe Veränderungen der Anhäufungsrate des Karbonates und der Absenkungsgeschwindigkeit der Plattform sowie Meeresspiegelschwankungen, können bei einer sanften Neigung des Beckenbodens rasche Veränderungen in der Wassertiefe und -energie verursachen. Veränderungen der Sedimentationsgeschwindigkeit und/oder der Senkungsrate der Plattform können das Auftreten und Verschwinden einzelner Ablagerungsbereiche zwischen Flachmeer- „back reef"-Lagune – Gezeitenbereich und Watten – supratidal Bereich – vadoser Zone und dem Auftauchbereich bewirken.

Für die Mächtigkeit der einzelnen Lithofaziestypen und damit der gesamten Unterkreide hatte die Sedimentakkumulationsrate, die durch die Häufigkeit und das Fortbestehen der einzelnen Ablagerungsbereiche bedingt war, großen Einfluß.

LITERATUR

FÜCHTBAUER, H., (1974): Sediments and Sedimentary Rocks 1; Sedimentary Petrology Part II. – 464 S. (Schweizerbart), Stuttgart.

— — & TIŠLJAR, J., (1975): Peritidal cycles in the Lower Cretaceous of Istria (Yugoslavia). – Sedimentary Geology, **14**: 215–223.

GROVER, G. Jr. & READ, J. F., (1978): Fenestral and associated vadose diagenetic Fabrics of tidal flat carbonates, Middle Ordovician New Marked Limestones, Southern Virginia. – J. Sedimentary Petrology, **48**, (2): 453–488.

SHINN, E. A., (1968): Practical significance of birdseye structures in carbonate rocks. – J. Sedimentary Petrology, **38**: 215–223.

SOKAČ, B., TIŠLJAR, J. & VELIĆ, I., (1978): A model of biostratigraphic subdivision and an interpretation of depositional environments in the Lower Cretaceous carbonate sediments of Biokovo Mountain (South Croatia). – Zbornik radova – IX Kongres geologa Jugoslavije: 226–233.

TIŠLJAR, J., (1979): Tidal flat, lagoonal and shallow marine carbonate sediments in the Uper Jurassic and Cretaceous of Istria (Yugoslavia). – Acta Geologica, IX/5, Book **42**: 159–194.

— — (1980): Fenestral and vadose early-diagenetic fabrics of the Tithonian and Berriasian peritidal limestones near Dubrovnik (Yugoslavia). (In Croatian). Carsus Iugoslaviae, **10**, (3): 77–86.

— — Coated grains facies in the Lower Cretaceous of the Outer Dinarides. – In: T. PERYT (ed.): Coated Grains. – Springer, Berlin-Heidelberg-New York (im Druck).

VELIĆ, I. & SOKAČ, B., (1978): Biostratigraphic analysis of the Jurassic and Lower Cretaceous in wider region of Ogulin, Central Croatia. – Geol. vjesnik, **30**, (1): 309–337.

— — & TIŠLJAR, J. & SOKAČ, B., (1979): Stratigraphy and depositional environments of the Lower Cretaceous in the Karst region of the Outer Dinarides (Yugoslavia). – Geobios, Mem. spec., **3**: 245–252.